

Meyniana	54	Seite 17-40	10 Abb., 1 Tab.	Kiel, (Okt.) 2002
----------	----	-------------	-----------------	-------------------

Öko- und chronostratigraphische Korrelierung der Zentralen Ostsee mit der Kieler Bucht anhand organisch-wandiger Mikrofossilien

WOLFRAM BRENNER, HANS-JÖRG MEEMKEN

BRENNER, WOLFRAM; MEEMKEN, HANS-JÖRG, 2002: Öko- und chronostratigraphische Korrelierung der Zentralen Ostsee mit der Kieler Bucht anhand organisch-wandiger Mikrofossilien {Eco- and chronostratigraphic correlation of the Central Baltic Sea with Kiel Bight based on organic-walled microfossils}.–Meyniana, 54:17–40, 10 fig., 1 tab., Kiel.

A study of organic-walled microfossils from sediment cores of the Central Baltic Sea (North Central Basin, Gotland Basin, Bornholm Basin) and the Kiel Bight was carried out to increase our knowledge of the environmental changes in the Baltic Sea. For this purpose, the absolute abundance of these microfossils were recorded. Quantitative measurements of morphological change of the dinoflagellate *Operculodinium centrocarpum*, which indicate salinity changes, were performed. The cores from the Central Baltic Sea are correlated ecostratigraphically. The cores from Gotland Basin and Kiel Bight are correlated chronostratigraphically, based on absolute age dating.

The first marine influence, indicated by the first occurrence of marine dinoflagellate cysts, and the interval with rapid rising salinity, was dated for Kiel Bight to 8400–7400 yr BP (calendar years), and for the Gotland Basin to 7400–6500 yr BP. The first saline maximum of the early phase of the Littorina Transgression can be found around 6500 yr BP in the Gotland Basin as well as in the Kiel Bight. A significant drop in salinity of the Central Baltic Sea, which was more intense in the northern part, is at 2800 yr BP., whereas a slight increase in salinity took place in the Kiel Bight during this time.

Priv. Doz. Dr. W. BRENNER, Dipl.-Geol. H.-J. MEEMKEN, GEOMAR, Wischhofstr. 1-3, 24148 Kiel. E-mail: wbrenner@geomar.de, hmeemken@geomar.de

Kurzfassung

Die Untersuchung von organisch-wandigen Mikrofossilien aus Sedimentkernen der Zentralen Ostsee (Nördliches Zentralbecken, Gotland Becken, Bornholm Becken) und der Kieler Bucht hat zum Ziel die Ursachen und Zusammenhänge von ökologischen Veränderungen in der Ostsee zu erfassen. Hierzu wurden die absoluten Häufigkeiten der organisch-wandigen Mikrofossilien erfasst. Quantitative morphometrische Vermessungen zum Nachweis von Salinitätsveränderungen wurden an *Operculodinium centrocarpum* (Dinoflagellata) durchgeführt. Die Korrelation der Kerne in der Zentralen Ostsee wurden auf der Basis der Ökostratigraphie durchgeführt. Die Korrelation zwischen der Zentralen Ostsee und der Kieler Bucht erfolgte

chronostratigraphisch anhand absoluter Altersdatierung der Kerne aus dem Gotland Becken und der Kieler Bucht.

Der erste marine Einfluss, der durch das erste Auftreten mariner Dinoflagellatenzysten gekennzeichnet ist, und das Intervall mit rasch steigender Salinität konnte für die Kieler Bucht auf ein Alter von ca. 8400–7400 Jahren (Kalenderjahre BP) und für das Gotland Becken auf ein Alter von ca. 7400–6500 Jahren datiert werden. Das erste salinare Maximum der Littorinatransgression ist sowohl im Gotland Becken als auch in der Kieler Bucht zeitgleich vor 6500 Jahre nachweisbar. Ein signifikanter Salinitätsrückgang fand in der Zentralen Ostsee vor 2800 Jahren statt, der in seiner Intensität von Norden nach Süden abnahm. In der Kieler Bucht ist jedoch für diese Zeit eine leicht Erhöhung der Salinität festzustellen.

Einführung

Die Ostsee wurde von SW nach NO fortschreitend vor ca. 14 000 bis 10 000 Jahren (Alle Altersangaben im Text, soweit nicht anders vermerkt, beziehen sich auf Kalenderjahre vor heute) eisfrei (BJÖRCK 1995; JENSEN 1995; JANKE 1996). In der frühen Phase bis vor ca. 12 000 Jahren bildeten die Schmelzwässer einen See (Baltischer Eisstausee), der über den Öresund in die Nordsee entwässerte und mit einem schmalen Ausläufer durch die tieferen Bereiche (Fehmarn Belt, Vejsnaes-Rinne) bis in die Kieler Bucht vordrang (KOLP 1976; 1979; JENSEN et al. 1997; SCHWARZER et al. 2000). Durch weiteres Abschmelzen des Eises entstand in Mittelschweden im Bereich des Billingen eine weitere Verbindung zur Nordsee (Närke- und Steinsele-Straße), wodurch das Seespiegelniveau vor 12 000 bis 11 200 Jahren um ca. 25–26 m auf das Niveau des damaligen Meeresspiegels absank (BJÖRCK 1995). Durch diese Verbindung wanderte die Meeresschnecke *Yoldia arctica* (heute *Portlandia arctica*) in die Zentrale Ostsee ein. Nach ihr ist die erste Brackwasserphase (Yoldia-Meer Phase) benannt welche den Zeitraum vor 12 000 bis 10 700 Jahre umfasst. Durch isostatische Ausgleichsbewegung des Skandinavischen Schildes wurde die Verbindung zur Nordsee geschlossen, worauf die Ostsee infolge der vielen Zuflüsse wieder aussüßte. Diese zweite Süßwasserphase wird nach der Fluss-Napfschnecke *Ancylus fluviatilis* benannt und zeichnet sich durch einen Wasserspiegelanstieg um 15–25 m über den damaligen Meeresspiegel aus, der vor ca. 10 300 Jahre sein Maximum erreichte (BJÖRCK 1995; KLIEWE 1995; JANKE 1996). Während dieser Zeit waren die südwestliche Ostsee und die Beltsee Landgebiet mit zahlreichen kleineren und größeren Schmelz- bzw. Süßwasserseen. Die Ausdehnung des Ancylussees nach Westen (Mecklenburger und Kieler Bucht) und die Frage inwieweit die „Einzelseen“ miteinander bzw. mit dem Ancylussee verbunden waren, ist bis heute ebenso umstritten wie die Drainage des Ancylussees in die Nordsee (ERONEN et al. 1990; BJÖRCK 1995; LEMKE et al. 1997; LEMKE et al. 1998; JENSEN et al. 1999).

Durch die Drainage des Ancylussees erfolgte eine Absenkung des Seewasserspiegels um ca. 20 m. Der gleichzeitige Anstieg des Meeresspiegels

glich die Niveaus vor 8500 bis 8000 Jahre aus, und es entstand eine erneute Verbindung mit der Nordsee über die Beltsee und den Öresund. Die nachfolgende brackische Phase der Ostsee wird nach der Schnecke *Littorina littorea* als Littorina Meer bezeichnet. Erste marine Ingressionen über den Großen Belt wurden in der Kieler Bucht (WINN et al. 1986, 1988) und in der Mecklenburger Bucht (ERONEN et al. 1990) für den Zeitraum vor 8500 bis 8000 Jahren beschrieben. In der Zentralen Ostsee setzte die Brackwasserphase mit einem zeitlichen Versatz von ca. 1000 Jahren ein (HYVÄRINEN et al. 1988; ERONEN et al. 1990; WESTMAN & SOHLENIUS 1999). Diese Übergangsphase in der zentralen Ostsee wird von verschiedenen Autoren nach der Diatomee *Mastogloia* auch als Mastogloia-Phase, „Initiales Littorina Meer“ oder „Littorina A“ bezeichnet (SUNDELIN 1922; KLIEWE & JANKE 1978; HYVÄRINEN 1988; ANDRÉN 1999; WESTMAN & SOHLENIUS 1999).

Das salinare Maximum wurde in der Zentralen Ostsee vor 6800 bis 6000 Jahren erreicht und dauerte 2000–3000 Jahre. Auf Grund von Molluskenvergesellschaftung wurde das Salinitätsmaximum auf >8‰ (heute 4–6‰) für die Bottensee und auf >12‰ (heute 7–8‰) für die Gotlandsee veranschlagt (MUNTHER 1910, 1931; LUNDQVIST 1943; HYVÄRINEN et al. 1988).

Die Grenze zwischen der Littorina Phase und der Post-Littorina Phase (*Lymnaea* Phase nach der Schnecke *Lymnaea ovalis*, heute *Radix ovalis*) wird als zeittransgressiv betrachtet und in Finnland und Estland auf 4000 Jahre (KESSEL & RAUKAS 1979; HYVÄRINEN et al. 1988), in der Danziger Bucht auf 3000 Jahre (WITKOWSKI 1994) und in der südwestlichen Ostsee auf 2000 Jahre angesetzt (KLIEWE & JANKE 1978; JANKE 1996). KESSEL & RAUKAS (1979) konnten anhand von Molluskenvergesellschaftungen einen weiteren Salinitätsrückgang vor 2500–1500 Jahren an der estnischen Küste nachweisen.

Die jüngste Phase wird nach der Sandklaffmuschel *Mya arenaria* benannt und umfasst die letzten 500 Jahre bis zur Gegenwart. Da diese Muschel im 16. Jahrhundert aus Amerika eingeschleppt wurde, neuere Radiokarbondatierungen lassen bereits eine frühere Einschleppung durch die Wikinger vermuten (PETERSEN et al. 1992), ist sie kein Indikator für klimatische oder hydrographische Veränderungen in der Ostsee und wird aus diesem Grund von verschiedenen Autoren nicht mehr als eigene Phase bezeichnet (Abb. 1).

Die bisherigen mikropaläontologischen Untersuchungen an Sedimenten der postglazialen Ostsee wurden bisher überwiegend an Foraminiferen, Diatomeen und Pollen durchgeführt (LUTZE 1965; ABELMANN 1985; AVERDIECK 1972; ERIKSSON 1994; WITKOWSKI 1994; ANDRÉN 1999). Für organisch-wandige Mikrofossilien liegen bisher nur wenige Arbeiten vor, die sich auf bestimmte Regionen in der Ostsee beschränken (HOFMANN 1987, 2001; NEHRING 1994; MATHIESSEN & BRENNER 1995, 1996; HOFMANN & WINN 2000; BRENNER 2001a, b;). Das Ziel dieser Untersuchung ist daher der Versuch einer chrono- und ökostrati-

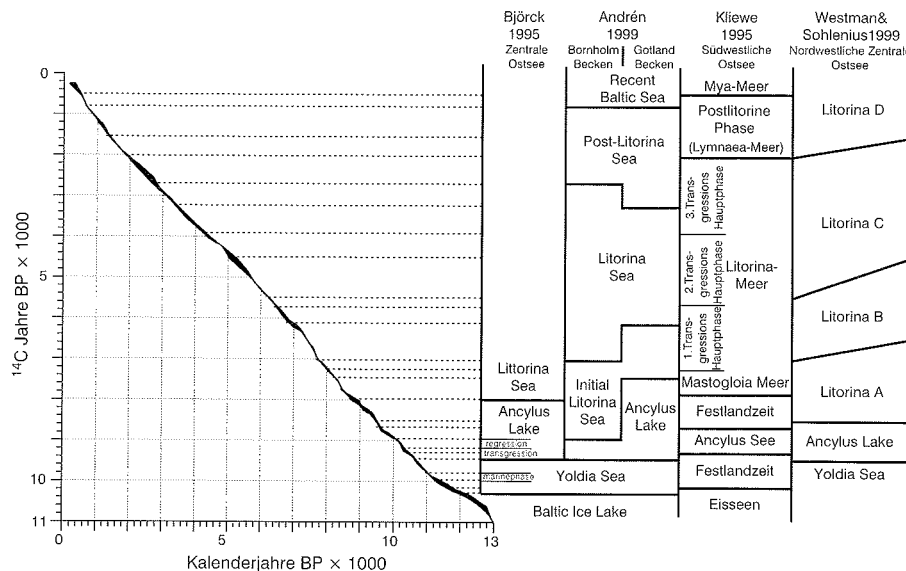


Abb. 1: Korrelationstabelle für Kalenderjahre und ^{14}C Jahre und die Ostseestadien nach verschiedenen Autoren und Regionen. Anmerkung: Die unterschiedliche Schreibweise für Littorina (Litorina) und Lymnaea (Lymnea, Limnea) wurde dem Autor entsprechend zitiert.

graphischen Korrelierung der zentralen Ostsee mit der südwestlichen Ostsee bzw. der Kieler Bucht anhand organisch-wandiger Mikrofossilien.

Unser Dank geht an Frau U. Nitz für die Aufbereitung und Präparation der Sedimentproben, an DORIS MILKERT (FWG, Kiel) und an GERD HAASS (GEOMAR, Kiel) für die kritische Durchsicht des Manuskripts. Die vorliegenden Untersuchungen wurden durch das EU Programm MAST III BASYS (Baltic Sea System Study) – Contract MAS3-96-0058 und von der Deutschen Forschungsgemeinschaft im Rahmen des Projektes BR1074/8-1 gefördert.

Material und Methoden

Die Sedimentkerne 211630-9 (Bornholm Becken), 211660-6 (Gotland Becken) und 211670-4, -7 (Nördliches Zentralbecken) wurden im Rahmen von EU MAST Baltic Sea System Study (BASYS) mit der R/V *Petr Kottsov* im Juli und August 1997 mit einem Kastenlot erbohrt (Abb. 2). Prä-littorinazeitliche Sedimente sind in den Kernen 211660-6 und 211670-4 vorhanden und bestehen aus blaugrauen Tonen mit dunkelgrauen bis schwarzen sulfidischen Lagen und Flecken. Die littorina- und postlittorinazeitlichen Sedimente bestehen in allen drei Kernen aus dunkel- bis olivgrauen, überwiegend laminierten Schlickern.

Der Kern PO 220, 47-1 wurde auf der Poseidon Fahrt 220 im Juli 1996 in der Kieler Bucht mit einem Schwerelot erbohrt. (Abb. 2). Die Basis des Kerns

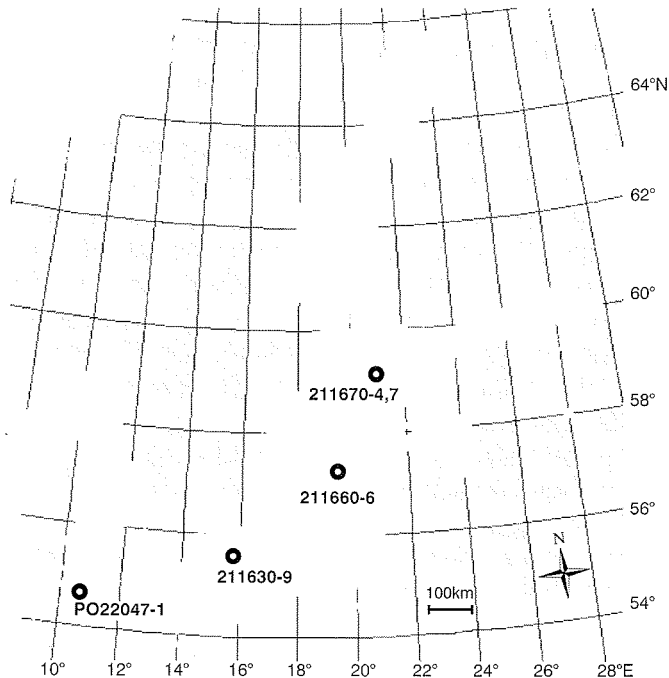


Abb. 2: Karte mit den Bohrlokalitäten: Kieler Bucht (PO 220, 47-1); Bornholm Becken (211630-9); Gotland Becken (211660-6) und Nördliches Zentralbecken (211670-4,7).

bilden alt boreale Torfe mit darüberliegenden Seekreiden und Kalkmudden mit Gastropodenresten, die wiederum von Schluffmudden überlagert werden, welche nach oben in Detritus- und Torfmudde übergehen. Diese präborealen bis borealen Sedimente spiegeln die Entwicklung eines Sees von der frühen Eintiefung bis zur abschließenden Verlandung wieder. Die littorina- und postlittorinazeitlichen Sedimente bestehen aus dunkelgrauen, überwiegend bioturbaten Schlickten. Im unteren Bereich dieser Sequenz treten vereinzelte Muscheln und Muschelschillagen auf, die nach oben hin weniger werden. Im oberen Teil konnten keine Makrofossilien nachgewiesen werden.

Präparation

Organisch-wandige Mikrofossilien, vor allem die Zysten von heterotrophen Dinoflagellaten, sind unterschiedlich sensitiv gegenüber verschiedenen Aufbereitungskemikalien (DALE 1976; MARRET 1993; BRENNER 1998; BRENNER & BIEBOW 2001). Vorversuche an dem vorliegenden Material haben gezeigt, dass zwar durch eine nur wenige Sekunden dauernde Behandlung der Probe mit rauchender Salpetersäure ein großer Teil der Zysten von heterotrophen Dinoflagellaten erhalten bleibt (BIEBOW 1996; BRENNER & BIEBOW 2001), dass aber bestimmte Arten wie zum Beispiel *Gymnodinium catenatum* fehlen.

In Proben mit hohem Anteil an organischem Material ist ein großer Teil der organisch-wandigen Mikrofossilien in amorphem Kerogen eingebettet, wodurch vor allem die hyalinen Formen (z.B. Zysten autotropher Dinoflagellaten, Cyanobakterien, coccale Grünalgen) nur schwer oder nicht zu erkennen sind. Um eine möglichst vollständige Erfassung der organisch-wandigen Mikrofossilien zu ermöglichen, wurde folgendes Verfahren angewendet:

Zu der gefriergetrockneten Probe wurde eine definierte Menge an *Lycopodium*-Sporen zugegeben und diese anschließend mit HCl und HF behandelt um die Karbonate und Silikate zu entfernen. Das amorphe Kerogen wurde durch Zugabe von Tensiden (gängige Geschirrspülmittel) und ausgiebigem Sieben (6 μm) so weit wie möglich entfernt. Die Probe wurde anschließend geteilt und eine Hälfte mit HNO_3 und KOH behandelt, um das durch Sieben nicht entfernbare amorphe Kerogen weiter zu reduzieren. Von beiden Probenhälften wurden Präparate angefertigt und ausgezählt.

Um beide Zählungen miteinander vergleichen zu können, wurde aus dem absoluten Anteil der *Pinus*-Pollen (Individuen pro Gramm Sediment) der jeweiligen Teilprobe ein Korrekturfaktor bestimmt, der bei Proben mit wenig amorphem Kerogen bei 1 liegt, bei solchen mit einem hohen Anteil bei 2,5.

Tab. 1: Radiocarbon AMS Alter, $\delta^{13}\text{C}$ Werte, verwendete Reservoiralter, 68% – Zeitspanne („1 sigma range“, als Mittel über das Probenintervall) und 95% – Zeitspanne („1 sigma range“) der Wahrscheinlichkeitsverteilung des Alters der Proben nach der Kalenderzeit-skala (Kalibr.- Methode B nach STUIVER & REIMER, 1993) für den Kern PO 220, 47-1.

Lab.Nr. KIA-	Material	Teufe [cm]	^{14}C Alter (yr BP)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)	Reservoir Alter	korrigierte Alter	1 sigma cal.yr BP	2 sigma cal.yr BP
1464	<i>Cerastoderma</i> sp.	319,5	7080 \pm 40	-0,05 \pm 0,08	100	6980 \pm 40	7828\pm85	7927– 7691
12065	<i>Cerastoderma</i> sp.	322	7165 \pm 40	-0,36 \pm 0,07	100	7065 \pm 40	7889\pm50	7958– 7790
12066	Pflanzenreste (Laugenrückstand)	377,5	8222 \pm 47	-27,18 \pm 0,12	–	–	9214\pm181	9339– 9028
12067	Schnecken	441,75	9655 \pm 45	-4,27 \pm 0,17	–	–	11018\pm149	11178– 10758
12068	Pflanzenreste (Laugenrückstand)	441,75	9556 \pm 41	-6,23 \pm 0,23	–	–	10908\pm161	11092– 10694
12069	Pflanzenreste (Laugenrückstand)	477	9610 \pm 60	-27,24 \pm 0,12	–	–	10963\pm193	11166– 10694
12069	Pflanzenreste (Huminsäure)	477	9610 \pm 40	-27,32 \pm 0,13	–	–	10952\pm168	11161– 10749
1465	Pflanzenreste (Laugenrückstand)	481	9290 \pm 40	-26,41 \pm 0,36	–	–	10480\pm76	10664– 10285

AMS-Datierung und Altersmodell

Die ^{14}C AMS-Datierungen der Proben aus dem Kern PO 220, 47-1 (Tab. 1), wurden vom Leibniz Labor für Altersbestimmung und Isotopenforschung der Christian-Albrechts-Universität Kiel durchgeführt. Für den Kern 211660-6 (Gotland Becken) wurden die Altersangaben aus Voss et al. (2001) übernommen.

Die Umrechnung der ^{14}C -AMS Alter in kalibrierte Alter der Kalenderzeitskala erfolgte mit dem Programm „CALIB rev 4.3“ unter Verwendung des terrestrischen Datensatzes (Datensatz 2; STUIVER et al. 1998), nach der Kalibrations-Methode B (STUIVER & REIMER 1993). Wegen der von wechselnden Salinitätsverhältnissen geprägten postglazialen Ostseeentwicklung ist es nicht möglich den marinen Reservoireffekt mit einer einheitlichen Korrektur zu berücksichtigen. Um eine Vergleichbarkeit mit bestehenden Literaturdaten zu gewährleisten, wurden daher die von ANDRÉN et al. (2000a) verwendeten Reservoiralter von 100 Jahren zugrunde gelegt.

Angeichts der problematischen absoluten Datierungsmöglichkeiten aufgrund der unsicheren Reservoiralter im brackisch-marinen Bereich wurden für die Berechnung der Altersmodelle zusätzlich die relativen Alter der Pollenzonengrenzen nach OVERBECK (1975) verwendet. Diese wurden im Belauer See, ca. 30–40 km südlich des Kernes PO 220, 47-1, von WIETHOLD (1998) auf der Grundlage von Warvenzählungen datiert. Die Grenze der Pollenzone VI/VII nach OVERBECK (1975) ist in der Kernabfolge des Belauer Sees nicht aufgeschlossen. Hierfür wurde das konventionelle ^{14}C -Alter für diese Grenze von 9100 Jahren BP nach AVERDIECK et al. (1980) in Kalenderjahre umgerechnet.

Die zeitliche Einordnung der Sedimente des Kernes PO 220, 47-1 erfolgte sowohl nach den Pollenzonen von OVERBECK (1975) als auch nach acht ^{14}C AMS-Datierungen (Tab. 1). Die Datierung an Pflanzenresten aus der basalen Torflage bei einer Teufe von 481 cm ergab ein Alter von $10\,480 \pm 76$ Jahre BP, welches gut mit der Pollendatierung (Grenze PZ VI/VII) von $10\,268 \pm 77$ Jahre BP für die Teufe 470 cm übereinstimmt. Die Datierungen von *Cerastoderma lamarkii* (Probe KIA 1464 und KIA 12065), die unter Berücksichtigung eines Reservoiralters von 100 Jahren nach ANDRÉN et al. (2000a) ein Alter von 7889 ± 50 Jahre BP und 7828 ± 85 Jahre BP ergaben, stimmen mit der linearen Altersinterpolation zwischen den Pollenzonen überein (Abb. 3).

Zwei weitere ^{14}C -Datierungen an Pflanzenresten (KIA 12066 und KIA 1269, Tab. 1) aus dem unteren und oberen Bereich der Süßwasserablagerungen ergaben ein um etwa 400 Jahre zu hohes Alter (Tab. 1, Abb. 3). Da es sich bei diesen beiden Proben um Landpflanzen handelt, was durch die niedrigen $\delta^{13}\text{C}$ Werte von $-27,18\text{‰}$ und $-27,32\text{‰}$ bestätigt wird, ist eine Umlagerung nicht ausgeschlossen, was die hohen Alter erklären würde.

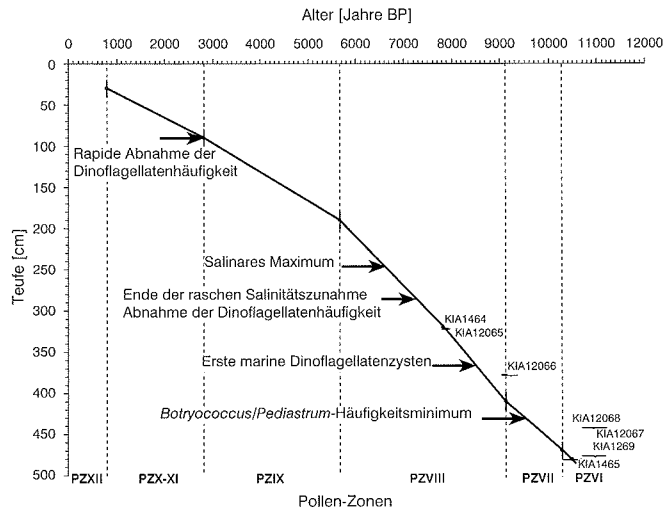


Abb. 3: Alters-Teufen-Modell und ökostratigraphische Ereignisse für den Kern PO 220, 47-1 aus der Kieler Bucht. Die Radiocarbon AMS Alter sind mit kleinen Kreisen markiert, die Pollenzonen sind mit Punktlinien unterteilt.

Zwei weitere ^{14}C -Datierungen an Schneckenschalen und Pflanzenresten aus derselben Teufe (KIA 12067 und KIA 12068, Tab. 1) ergaben ähnliche Alter von 11 018 und 10 908 Jahren, sind aber nach dem verwendeten Altersmodell um ca. 1000 Jahre zu alt. Der hohe $\delta^{13}\text{C}$ Wert des Pflanzenrestes von $-6,23\text{‰}$ deutet darauf hin, dass es sich um Süßwasserpflanzenmaterial handelt und daher mit einem Reservoiralter zu rechnen ist, das sich nicht wesentlich von dem der Gastropodenschalen unterscheidet. Ob für Material aus den borealen bis präborealen Süßwasserseen der Kieler Bucht generell ein Reservoiralter von 1000 Jahren zu veranschlagen ist, muss aber noch durch weitere Datierungen bestätigt werden.

Ergebnisse

Im Holozän gibt es keine signifikanten evolutionären Ereignisse, die für biostratigraphische Zonierung und Korrelation Verwendung finden könnten. Veränderungen in der Vergesellschaftung der Organismen oder Häufigkeitsmaxima einzelner Arten sind durch Umwelt- bzw. Klimafaktoren gesteuert und spiegeln daher die für die jeweilige Zeit herrschenden lokalen oder regionalen ökologischen Bedingungen wider. Vergleichbar den terrestrischen Pollenzonierungen, die durch die lokale Flora geprägt sind, können auch im aquatischen Bereich lokale Einflüsse die Zusammensetzung der Vergesellschaftung beeinflussen, wodurch eine direkte überregionale Korrelation erschwert werden kann. Da Klimaveränderungen oder die Auswirkung geolo-

gischer Prozesse überregionalen Charakter haben, kann man davon ausgehen, dass die Veränderungen an verschiedenen Lokalitäten zeitgleich sind, sich aber in ihrem lokalen Erscheinungsbild und in ihrer Intensität stark voneinander unterscheiden können. Ökostratigraphische Gliederungen sind, je nach Empfindlichkeit der jeweiligen Organismen auf Umweltveränderungen, besonders hochauflösend, sind aber nur zur Korrelation innerhalb eines Ökosystems geeignet, sofern kein gradueller Übergang zwischen verschiedenen Systemen vorhanden ist. Eine direkte Korrelation verschiedener Ökosysteme kann auf der Basis der absoluten Altersdatierung durchgeführt werden. Dies ermöglicht nicht nur eine direkte chronostratigraphische Korrelation der Sedimente, sondern auch die Untersuchung der unterschiedlichen Auswirkungen von gleichzeitigen Umweltveränderungen auf unterschiedliche Ökosysteme.

Zentrale Ostsee

Für die stratigraphische Einordnung und die Korrelation der Kerne aus der Zentralen Ostsee wurde die ökostratigraphische Intervall-Gliederung von BRENNER (2001b) übernommen, die auf den Veränderungen in der Vergesellschaftung von organisch-wandigen Mikrofossilien basiert. Danach können die prälittorinazeitlichen Sedimente in drei ökostratigraphische Intervalle eingeteilt werden (Abb. 4, 5). Das basale Intervall „I“ zeichnet sich durch seine geringe Anzahl sowohl von aquatischen (Dinoflagellatenzysten, coccale Grünalgen und Arthropodenreste) als auch von terrestrischen (Pollen, Holz- und Kutikulenreste) organisch-wandigen Mikrofossilien aus. Das Vorkommen von wenigen Exemplaren der marinen Dinoflagellatenzyste *O. centrocarpum* in der untersten Probe des Kernes 211660-6 lässt vermuten, dass es sich hierbei um die marine Phase der Yoldia Phase handelt (Abb. 1). In allen weiteren dem Intervall „I“ zugeordneten Proben konnten nur wenige Zysten des Süßwasserdinoflagellaten *Gonyaulax apiculata* und Cladoceren nachgewiesen werden, wodurch dieses Intervall der jüngeren Süßwasserphase der Yoldia und eventuell noch der frühen Ancylus Phase zuzurechnen ist (BRENNER 2001b; HOFMANN 2001). Der Beginn der Ancylus Phase ist durch das erste Auftreten der Fluss-Napfschnecke *A. fluviatilis* (DE GEER 1890) und durch eine Transgression gekennzeichnet, die aufgrund von Küstenlinienuntersuchungen in der südlichen Zentralen Ostsee nachgewiesen wurde (BJÖRCK 1995). Diese Ereignisse sind aber weder sedimentologisch noch mit Diatomeen in den zentralen Teilen der Ostsee nachweisbar (SOHLENIUS et al. 1996; ANDRÉN et al. 2000a), ebenso kann auch anhand organisch-wandiger Mikrofossilien eine klare Abgrenzung, zumindest in diesem Stadium der Untersuchungen, nicht gegeben werden.

Das Intervall „II“ zeichnet sich durch das gehäufte Auftreten der Zysten von *G. apiculata* und die Häufigkeitszunahme von *Pinus*-Pollen und Cladoce-

renresten aus (Abb. 4). Intervall „III“ ist durch das Auftreten der Chlorococcacalgen *Botryococcus* und *Pediastrum*, den Rückgang von *G. apiculata* und das Häufigkeitsmaximum von Cladoceren gekennzeichnet (Abb. 4, 5). Das Cladocerenmaximum ist auch im Bornholm Becken und in der Danziger Bucht nachweisbar und kann aufgrund von Korrelation mit Diatomeen der Mastogloia Phase zugerechnet werden (HOFMANN 1987, 2001).

Die Intervalle „IV“ bis „VII“ umfassen die Littorina Phase beginnend mit dem ersten Auftreten von marinen Dinoflagellatenzysten an der Basis des Intervalls „IV“ bis zur signifikanten Abnahme der Dinoflagellatenzysten-Häufigkeit und der Salinität in Intervall „VII“ (Abb. 4, 5, 6; BRENNER 2001b). Die Salinität wurde hierbei nicht nur nach der Zusammensetzung der Dinoflagellatenvergesellschaftung interpretiert, die auf dem Prinzip der unterschiedlichen Salinitätstoleranz der verschiedenen Arten beruht, wie es auch bei Diatomeenanalysen angewandt wird, sondern es wurde auch der Einfluss der Salinität auf die Morphologie spezifischer Arten berücksichtigt (WALL & DALE 1973; DALE 1996; BRENNER 2001b).

Eines dieser Merkmale ist die abnehmende Länge der Fortsätze bei *O. centrocarpum* bei abnehmender Salinität. Für die vorliegenden Unter-

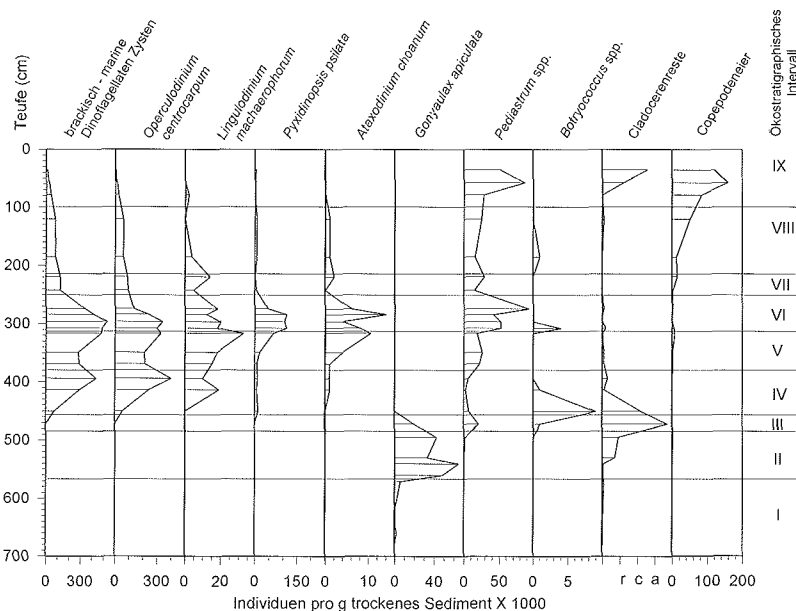


Abb. 4: Häufigkeitsverteilung ausgewählter organisch-wandiger Mikrofossilien aus dem Gotland Becken, Kern 211660-6.

In Abb. 4, 5, 6, 8, 9 liegen die Cladocerenreste in den mikroskopischen Präparaten als Bruchstücke vor, weshalb eine absolute Individuenzahl nicht angegeben werden kann. Die Häufigkeitsangabe erfolgt daher in „r-c-a“ (=selten, regelmäßig, häufig).

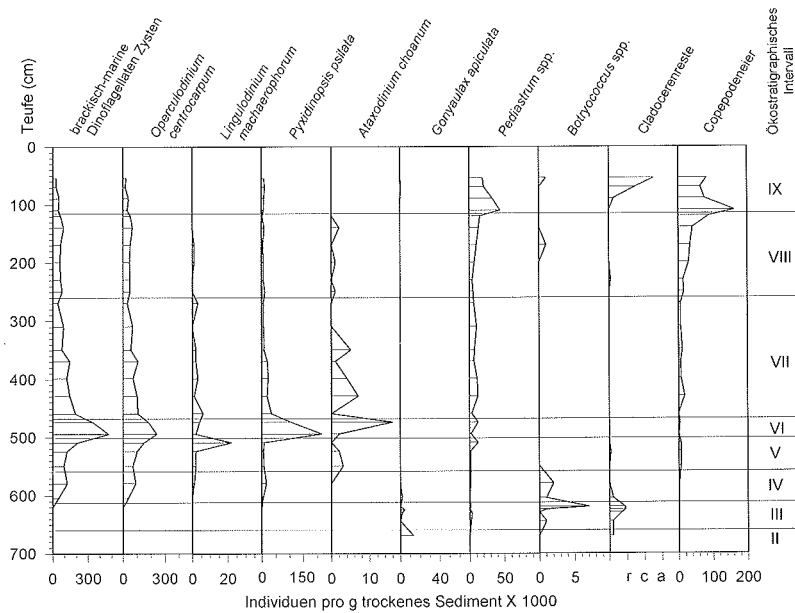


Abb. 5: Häufigkeitsverteilung ausgewählter organisch-wandiger Mikrofossilien aus dem Nördlichen Zentralbecken, Kern 211670-4,7.

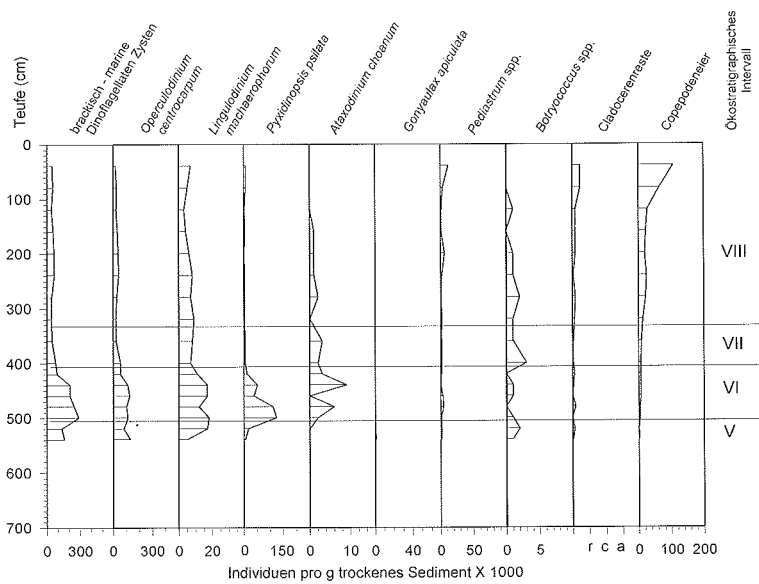


Abb. 6: Häufigkeitsverteilung ausgewählter organisch-wandiger Mikrofossilien aus dem Bornholmer Becken, Kern 211630-9.

suchungen wurden die Fortsatzlänge in drei Bereiche eingeteilt (kleiner $4\ \mu\text{m}$, $4\text{--}6\ \mu\text{m}$ und größer $6\ \mu\text{m}$) und getrennt ausgezählt (Abb. 7). Die relative Häufigkeitsverteilung der einzelnen Fortsatzlängengruppen kann direkt für die Interpretation der Salinität unter Beachtung folgender Rahmenbedingungen verwendet werden:

- Dinoflagellatenzysten werden innerhalb von wenigen Stunden bis Tagen produziert und repräsentieren daher nur die salinare Situation während der Zystenbildung.
- Eine Probe umfasst den Zeitraum von mehreren Jahren bis zu Jahrzehnten, die Ergebnisse spiegeln somit die Durchschnittswerte für den jeweiligen, durch die Probe repräsentierten Zeitraum wider.
- Massenaufreten bestimmter Arten (Blooms) und Zystenbildung werden durch Umweltfaktoren (Temperatur, Nährstoffe, Salinität, Lichtintensität/Tageslänge etc.) gesteuert. Dies bedeutet, dass gehäuftes Auftreten einer Art nicht unbedingt auf eine generelle Veränderung eines Ökosystems zurückzuführen ist, sondern eher auf die Häufung bestimmter Kombinationen von Umweltfaktoren zwischen denen mehrere Jahre liegen können, was sich durch detaillierte Untersuchungen von laminierten Sedimenten belegen lässt (BRENNER 2001a).

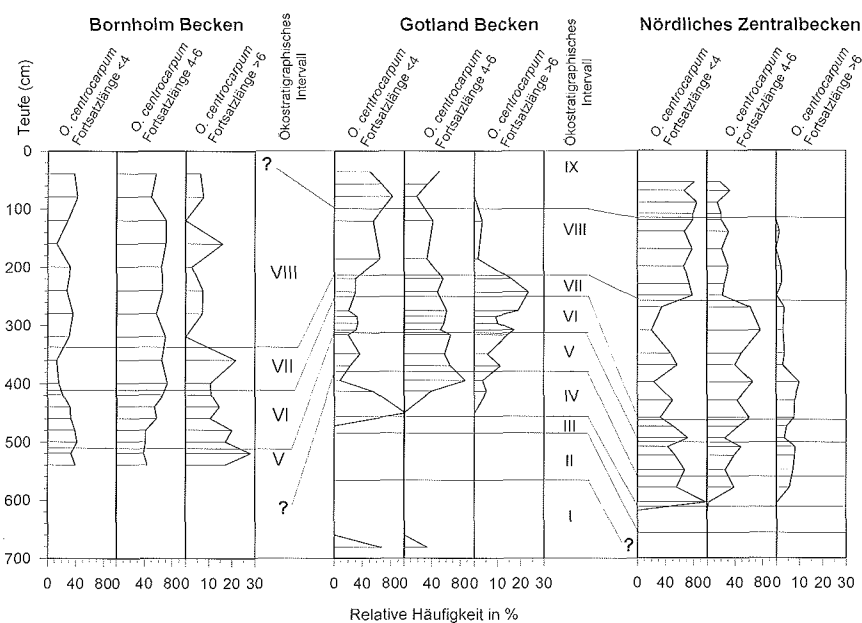


Abb. 7: Relative Häufigkeitsverteilung der Fortsatzlänge von *O. centrocarpum* in den Kernen der Zentralen Ostsee und ihre Korrelierung anhand der ökostratigraphischen Intervalle nach BRENNER (2001b).

Eine prinzipielle Einschätzung des Salzgehalts im niedrigrsalinaren Bereich kann anhand der relativen Häufigkeit von *O. centrocarpum* mit kurzen Fortsätzen (kleiner $4\text{ }\mu\text{m}$) erfolgen, aus der sich ein Annäherungswert für den minimalen Salzgehalt an Hand der gegenwärtigen Situation abschätzen lässt. Im Nördlichen Zentralbecken liegt der Anteil der Zysten mit kurzen Fortsätzen für die Intervalle „VIII“ und „IX“, was dem Subatlantikum bzw. den letzten 2800 Jahren entspricht, annähernd konstant bei 70 % (Abb. 7). Dies lässt vermuten, dass sich der Salzgehalt in diesem Zeitraum im Nördlichen Zentralbecken nicht wesentlich verändert hat und entsprechend der heutigen Salinität bei ca. 6 ‰ lag. Entsprechend kann man für das Gotland Becken mit einem Anteil von Zysten mit kurzen Fortsätzen von 50–60 % eine Salinität von ca. 7 ‰ und für das Bornholm Becken für einen Anteil von ca. 30 % für Zysten mit kurzen Fortsätzen und 5–10 % für Zysten mit Fortsätzen über $6\text{ }\mu\text{m}$ eine Salinität von ca. 8 ‰ annehmen (Abb. 7).

In den Intervallen „IV“ bis „VII“ (Littorina Phase) ist in allen drei Bohrungen eine deutliche Verschiebung der Werte zu den Zysten mit längeren Fortsätzen festzustellen. Im Nördlichen Zentralbecken entsprechen die Werte von ca. 30% für Zysten mit kurzen Fortsätzen und 5–10% für Zysten mit Fortsätzen über $6\text{ }\mu\text{m}$, die mit den Werten aus den jüngeren Sedimenten des Bornholm Beckens übereinstimmen, woraus sich eine minimale Salinität von ca. 8‰ für das littorinazeitliche Nördliche Zentralbecken abschätzen lässt. Die Werte für Zysten mit langen Fortsätzen im Gotland und Bornholm Becken sind höher als im Nördlichen Zentralbecken, erreichen aber nicht die Werte aus der Kieler Bucht (20 % mit Fortsätzen kleiner $4\text{ }\mu\text{m}$ und 30% mit Fortsätzen größer $6\text{ }\mu\text{m}$) die einer Salinität von 15–17‰ entsprechen. Hieraus lässt sich ableiten, dass die maximale Salinität im Bornholm und Gotland Becken während der Littorina-Phase nicht über 12–14‰ anstieg.

Kieler Bucht

Eine detaillierte ökostratigraphische Gliederung des Kernes PO 220, 47-1 liegt bisher noch nicht vor. Die stratigraphische und chronologische Zuordnung der Sedimente erfolgt anhand der Pollenzonen, AMS-Datierungen und signifikanten Veränderungen der aquatischen organisch-wandigen Mikrofossilien (Abb. 3, 8). Die prälittorinazeitlichen Seesedimente können sowohl lithologisch als auch anhand der Häufigkeit von coccalen Grünalgen und der Zysten des Süßwasserdinoflagellaten *G. apiculata* in zwei Abschnitte eingeteilt werden, die durch ein signifikantes Häufigkeitsminimum dieser Arten getrennt sind (Abb. 8). Die Sedimente des unteren Abschnitts bestehen aus Seekreiden, die des oberen Abschnitts aus Schluffmudde.

Die Basis der Littorina-Phase ist durch das erste Auftreten von *O. centrocarpum* mit kurzen Fortsätzen markiert, was auf eine niedrige Salinität (<6‰) hinweist. In den darüberliegenden Sedimenten setzen weitere, weniger salini-

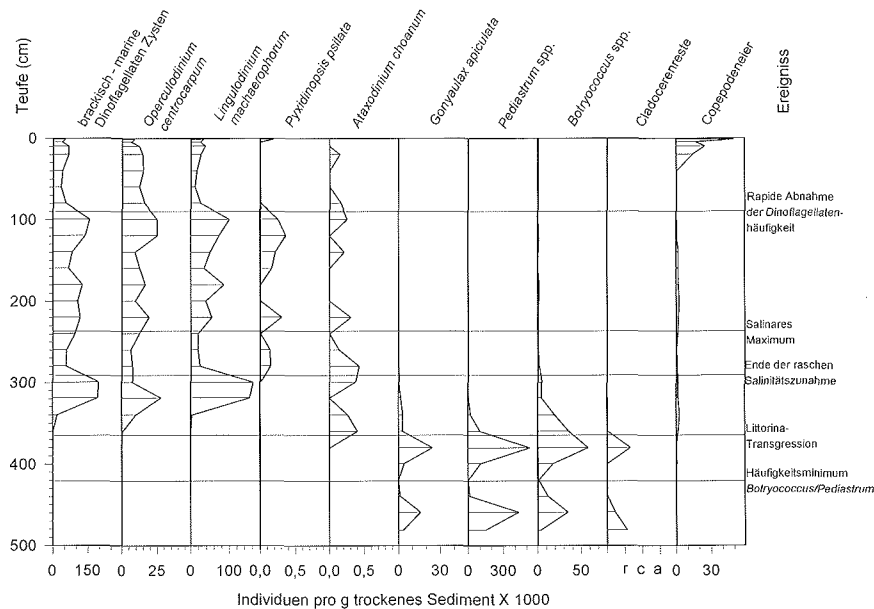


Abb. 8: Häufigkeitsverteilung ausgewählter organisch-wandiger Mikrofossilien aus der Kieler Bucht, Kern PO 220, 47-1.

tätstolerante Dinoflagellatenzysten ein und die Fortsatzlänge der Dinoflagellatenzysten nimmt zu. Eine identische Sukzession liegt auch in den Kernen aus dem Gotland Becken und dem Nördlichen Zentralbecken vor (Abb. 4, 5). Die kontinuierliche Zunahme der Salinität in den basalen Sedimenten der Littorina-Phase belegen, dass sowohl in den Kernen der Zentralen Ostsee als auch in dem Kern aus der Kieler Bucht, die frühe Phase der Littorina-transgression vorhanden ist. Weitere ökostratigraphische Fixpunkte sind die erste Häufigkeitsabnahme der Dinoflagellatenzysten, die auch das Ende der raschen Salinitätszunahme markiert, das salinare Maximum und die zweite Häufigkeitsabnahme der Dinoflagellatenzysten am Übergang von der Littorina zur Lymnaea Phase (Abb. 3, 8).

Korrelation Kieler Bucht und Zentrale Ostsee

Eine direkte bio- bzw. ökostratigraphische Korrelation zwischen der Zentralen Ostsee und der Kieler Bucht ist aufgrund der unterschiedlichen Zusammensetzung der Vergesellschaftung der organisch-wandigen Mikrofossilien nicht möglich. Umfangreiche absolute Altersdatierungen an dem Kern PO 220, 47-1 und 211660-6 (Gotland Becken) ermöglichen aber eine Korrelation auf chronostratigraphischer Basis. Die Zusammensetzung der prälitto-

rinazeitlichen Vergesellschaftungen ist aufgrund der ökologischen Situation zwischen den beiden Lokalitäten entsprechend unterschiedlich. Die Seesedimente aus Kern PO 220, 47-1 zeichnen sich durch eine individuenreiche und diverse, von *Pediastrum* dominierte Planktonvergesellschaftung aus, während in den Sedimenten aus dem Gotland Becken das Phytoplankton nahezu ausschließlich durch die Zysten des Süßwasserdinoflagellaten *G. apiculata* repräsentiert ist (Abb. 9). In beiden Becken zeigt die Vergesellschaftung der organisch-wandigen Mikrofossilien eine klare Zweiteilung. In der Kieler Bucht liegen in den Süßwassersedimenten zwei Häufigkeitsmaxima bzw. Zyklen des Phytoplanktons vor, die durch ein Minimum vor ca. 9300 Jahren getrennt sind. Da sowohl *Pediastrum* als auch *Botryococcus* nährstoffreiches Wasser bevorzugen, können diese Häufigkeitsveränderungen als Anzeiger für die Trophie des Sees angesehen werden. Im Gotland Becken erfolgt die Zweiteilung der ancyluszeitlichen Sedimente aufgrund der absoluten Häufigkeit der organisch-wandigen Mikrofossilien, wobei sich der untere Teil

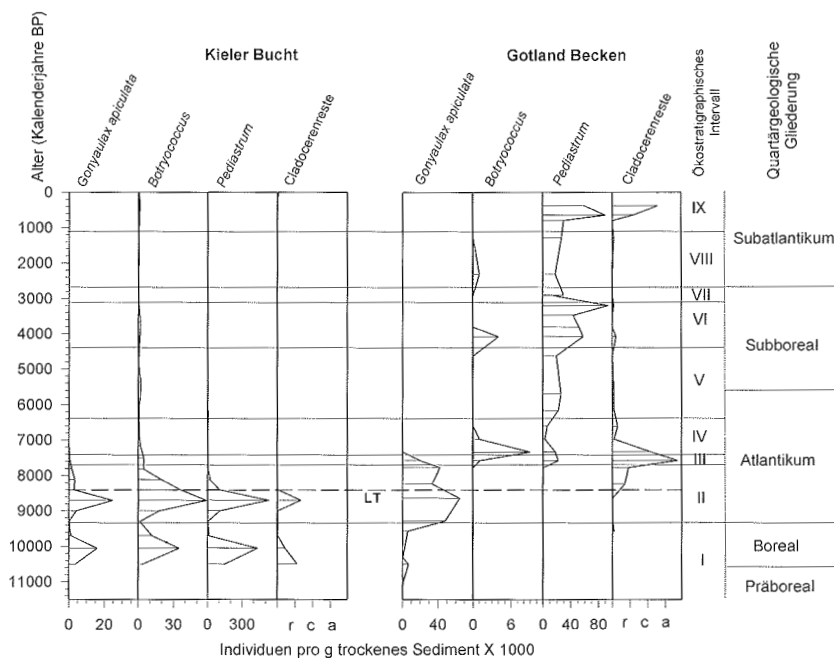


Abb. 9: Häufigkeitsverteilung ausgewählter Süßwasseralgen und Cladoceren in den Kernen PO 220, 47-1 (Kieler Bucht) und 211660-6 (Gotland Becken) und deren chronostratigraphische Korrelation. Das erste Auftreten von marinen Dinoflagellatenzysten in der Kieler Bucht ist durch LT (Littorina Transgression) gekennzeichnet. Das Häufigkeitsminimum von *Botryococcus/Pediastrum* in der Kieler Bucht entspricht der Intervallgrenze I/II und das Ende der raschen Salinitätszunahme in der Kieler Bucht der Intervallgrenze III/IV (vgl. Abb. 8).

(ökostratigraphisches Intervall I) durch seinen extrem niedrigen Gehalt an organisch-wandigen Mikrofossilien auszeichnet (Abb. 9). Die Grenze zu dem zweiten Intervall ist durch die rapide Häufigkeitszunahme der Zysten von *G. apiculata* und das vermehrte Auftreten von Cladoceren vor ca. 9200 Jahren gekennzeichnet und entspricht der Grenze der Faunenzonen CLA1a/CLA1b nach HOFMANN 2001). Die absolute Häufigkeit der Diatomeen in diesem Zeitabschnitt des Gotland Beckens zeigen nach ANDRÉN et al. (2000b) eine bimodale Verteilung mit einem Häufigkeitsminimum bei ca. 9300 Jahren, analog zu dem Häufigkeitsminimum für *Pediastrum* und *Botryococcus* in der Kieler Bucht. Die absolute Häufigkeit ist jedoch in dem unteren Intervall bzw. Zyklus wesentlich höher. Dies lässt vermuten, dass der Nährstoffgehalt und damit die Primärproduktion in diesem Intervall eher höher war und die geringe Anzahl der Zysten von *G. apiculata* auf andere Umweltfaktoren wie zum Beispiel die Wassertemperatur zurückzuführen ist.

Erste Zysten von marinen Dinoflagellaten sind im Kern PO 220, 47-1 vor 8400 Jahren nachweisbar, was die bisherigen Angaben für die Littorinatransgression von WINN et al. (1986, 1988) für die Kieler Bucht, von ERONEN (1990) für die Mecklenburger Bucht und von BERGLUND & SANDGREN 1996) für Südschweden für den Zeitraum vor 8000 bis 8500 Jahren bestätigt (Abb. 9, 10). Die Fortsatzlänge dieser ersten Zysten ist ausnahmslos kleiner $4\text{ }\mu\text{m}$, was auf eine Oberflächensalinität von deutlich weniger als 6 ‰ hinweist und vermuten lässt, dass hierbei die frühe Phase der Littorinatransgression erfasst ist. Erste marine Dinoflagellatenzysten, ebenfalls ausnahmslos mit Fortsatzlängen kleiner $6\text{ }\mu\text{m}$, sind in der Zentralen Ostsee jedoch erst vor ca. 7400 Jahren nachweisbar. Diese Übergangsphase (Initiale Littorina oder Mastogloia Phase) zwischen der ersten Verbrackung des Oberflächenwassers in den beiden Regionen zeichnet sich in der Zentralen Ostsee durch einen Häufigkeitsrückgang von *G. apiculata* und die Zunahme von Cladoceren aus (Abb. 9). Die finale Phase vor dem ersten Einsetzen der marinen Dinoflagellaten und Foraminiferen ist durch das gehäufte Auftreten von *Botryococcus* und *Pediastrum* sowie ein extremes Häufigkeitsmaximum der Cladoceren markiert (Intervall III, Abb. 9). Dieses Ereignis ist sowohl im Nördlichen Zentralbecken und Gotland Becken (BRENNER 2001b; HOFMANN 2001) als auch im Bornholm Becken und in der Danziger Bucht (HOFMANN 1987) nachweisbar. Diese Veränderungen können direkt auf eine Zunahme der Nährstoffe und der damit verbundenen Erhöhung der Primärproduktion in den Oberflächenwassermassen der Zentralen Ostsee zurückgeführt werden. Welche zusätzlich zu den paläontologischen Daten auch durch den kontinuierlichen Anstieg der Gehalte an organischem Kohlenstoff und Molybdän in diesen Sedimentabschnitten belegt sind (SOHLENIUS & WESTMAN 1998; ANDRÉN et al. 2000b; KUNZENDORF et al. 2001; VOSS et al. 2001). Besonders bemerkenswert ist, dass in diesem Übergangsintervall in der Zentralen Ostsee die Diato-

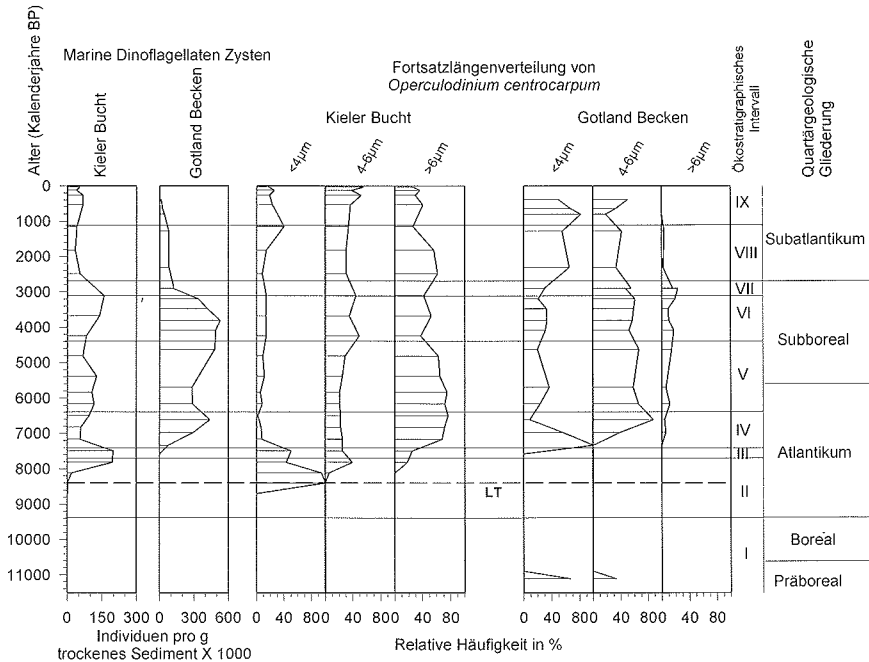


Abb. 10: Relative Häufigkeitsverteilung der Fortsatzlänge von *O. centrocarpum* und die absolute Häufigkeit mariner Dinoflagellatenzysten in den Kernen PO 220, 47-1 (Kieler Bucht) und 211660-6 (Gotland Becken) und deren chronostratigraphische Korrelierung. Das Ende der raschen Salinitätszunahme in der Kieler Bucht entspricht der Intervallgrenze III/IV, das salinare Maximum der Intervallgrenze IV/V und die rapide Abnahme der Dinoflagellatenhäufigkeit der Intervallgrenze VII/VIII (vgl. Abb. 8).

meen in ihrer absoluten Häufigkeit stark reduziert sind oder völlig fehlen (ABELMANN 1985; ÅKER et al. 1988; THULIN et al. 1992; SOHLENIUS et al. 1996; ANDRÉN et al. 2000a).

In der frühen Brackwasserphase der Zentralen Ostsee (Intervall IV, Abb. 10) liegt ebenso wie in der Kieler Bucht, eine sukzessive Zunahme der Fortsatzlänge bei *O. centrocarpum* vor, was für beide Regionen eine kontinuierliche, wenn auch zeitversetzte Zunahme der Salinität belegt. Ein erstes, zeitgleiches salinates Maximum in der Zentralen Ostsee und in der Kieler Bucht kann durch das Häufigkeitsminimum der Zysten mit Fortsätzen kleiner $4\mu m$ vor ca. 6500 Jahren belegt werden (Abb. 10).

In dem darauffolgenden Intervallen der Littorina Phase (Intervall V bis VII) können in der Zentralen Ostsee mehrere deutliche Schwankungen in der Salinität nachgewiesen werden, sind aber aufgrund der geringen Proben-dichte und der stark schwankenden Sedimentationsraten in den einzelnen Kernen bisher nicht exakt korrelierbar (Abb. 9). In der Kieler Bucht sind

dagegen nur geringe Schwankungen in der Salinität für diese Intervalle nachzuweisen, die vorwiegend auf das Intervall „VI“ beschränkt sind (Abb. 10).

Der Übergangsbereich von der Littorina zur Post-Littorina Phase (Intervall VII, Abb. 1, 10) zeichnet sich durch einen rapiden Rückgang der Dinoflagellatenhäufigkeit sowohl in der Kieler Bucht als auch in der Zentralen Ostsee aus. Die Salinität in der Zentralen Ostsee erreicht aber in diesem Intervall nach der Interpretation der Fortsatzlänge der Dinoflagellatenzysten die höchsten Werte. Dies zeigt, dass die absolute Häufigkeit der Dinoflagellatenzysten nicht primär auf die Salinität sondern auf andere Umweltfaktoren wie Temperatur und/oder Nährstoffe zurückzuführen ist.

Der sehr rasche Rückgang der Salinität an der Intervallgrenze VII/VIII ist im Nördlichen Zentralbecken am ausgeprägtesten, was auf eine von Nord nach Süd abnehmende Intensität der Salinitätsveränderung hindeutet (Abb. 9). Im Gegensatz zur Zentralen Ostsee ist in der Kieler Bucht ein leichter Anstieg der Salinität für diesen Zeitabschnitt nachweisbar. Ob diese Invertierung der Salinitätsveränderung ein lokales Phänomen der Kieler Bucht ist, oder ob es sich um eine kontinuierliche Nordost-Südwestveränderung handelt, kann nur durch weitere Kerne aus der Mecklenburger Bucht und dem Arkona Becken geklärt werden.

Diskussion und Zusammenfassung

Die prälittorina- bzw. ancycluszeitliche Sequenz in den Kernen PO 220, 47-1 aus der Kieler Bucht bzw. Kieler Außenförde und 211660-6 aus dem Gotland Becken kann in zwei zeitgleiche Abschnitte geteilt werden, deren Grenze mit der Boreal-Atlantikum Übergang vor ca. 9200 Jahren übereinstimmt (Abb. 9). Im Kern PO 220, 47-1 ist dieser Übergangsbereich durch ein Häufigkeitsminimum der Zysten des Süßwasserdinoflagellaten *G. apiculata* und den coccalen Grünalgen *Pediastrum* und *Botryococcus* gekennzeichnet, was auf verminderten Nährstoffgehalt und/oder einen Temperaturrückgang hinweist. Marine Formen, wie sie von WINN et al. (1988) für die Kieler Bucht und von ERONEN et al. (1990) für die Mecklenburger Bucht für diesen Zeitabschnitt gefunden wurden, konnten in dem Kern der Kieler Außenförde nicht nachgewiesen werden. Dies bedeutet jedoch nicht, dass nicht bereits zu dieser Zeit Salzwassereinbrüche über die Beltsee in die Kieler Bucht stattgefunden haben, die aber nicht ausreichten um die Oberflächenwassersalinität für längere Zeit zu erhöhen. Eventuell mit diesen Salzwassereinbrüchen eingetragene marine Formen (z.B. Foraminiferen, Diatomeen) sind in den Sedimenten der Kieler Förde und Außenförde nicht nachweisbar, da dieser Bereich durch Barrieren im Norden und Osten von den tieferen Bereichen der Kieler Bucht getrennt war. Für den Nachweis dieser frühen marinen Ingressionen sind daher weitere Untersuchungen an Sedimenten aus den tieferen Bereichen der Kieler Bucht notwendig. Nur dadurch kann auch anhand der Fortsatzlänge von Dinoflagellatenzysten, also dem primären Salinitätsregim während

der Zystenbildung, geklärt werden, ob es sich um eingetragene oder autochthone Zysten handelt.

Die Differenzierung der zwei Abschnitte in der Zentralen Ostsee erfolgt anhand des rapiden und gehäuften Auftretens der Zysten von *G. apiculata* (Abb. 9). Dies kann direkt auf die rasche klimatische Erwärmung zu Beginn des Atlantikums zurückgeführt werden. Die geringe Anzahl von Cladoceren (Konsumenten 1. Ordnung) lässt vermuten, dass sich die Primärproduktion bzw. der Nährstoffgehalt in diesem Abschnitt nicht wesentlich erhöht hat und das Massenaufreten von *G. apiculata* auf die klimainduzierte Temperaturerhöhung zurückzuführen ist.

Eine erste und permanente Erhöhung der Salinität in den Oberflächenwassermassen der Kieler Bucht kann auf ca. 8400 Jahre datiert werden (Abb. 3, 10). In den folgenden ca. 1000 Jahren stieg die Salinität nahezu kontinuierlich bis zu den heutigen Werten an, was sich durch die Abnahme der Häufigkeit der Zysten mit Fortsatzlängen unter 4 μm belegen lässt (Abb. 10). Die Salinitätserhöhung für diesen Zeitraum konnte auch von WINN et al. (1988) anhand von stabilen Sauerstoffisotopen nachgewiesen werden. Für diesen Zeitabschnitt sind in der Zentralen Ostsee keine marinen organisch-wandigen Mikrofossilien nachweisbar, die rasche Zunahme der Cladoceren, des Gehalts von organischem Kohlenstoff und von Molybdän lassen jedoch auf eine zunehmende Primärproduktion schließen (ANDRÉN et al. 2000b; BRENNER 2001b; KUNZENDORF et al. 2001; VOSS et al. 2001). Erste marine Dinoflagellatenzysten lassen sich im Gotland Becken vor 7400 Jahren nachweisen, und auch hier erfolgt eine kontinuierliche Zunahme der Salinität bis vor ca. 6500 Jahren (Intervall IV, Abb. 10). In der Kieler Bucht erfolgt in diesem Zeitraum eine weitere, wenn auch langsamere Erhöhung des Salzgehalts, welche ebenfalls vor ca. 6500 Jahren ihr Maximum erreichte. Dieses erste salinare Maximum in der Kieler Bucht wird auch durch die zu diesem Zeitpunkt einsetzende Karbonatlösung bestätigt (WINN et al. 1988).

Als primäre Ursache für die zeitlich versetzte Salinitätszunahme in der südwestlichen und der Zentralen Ostsee kann die Topographie angesehen werden. In der flachen, südwestlichen Ostsee konnte durch vertikale Mischung das einströmende salinare Bodenwasser bereits in den frühen Phasen der Littorinatrangression in die Oberflächenwassermassen gelangen. In den tieferen Bereichen der Zentralen Ostsee führten die Einbrüche von salinarem Bodenwasser zur Stratifizierung der Wassermassen, wobei aber die Halokline in dieser frühen Phase noch in einer Tiefe lag, die eine Einmischung des salinaren Wassers in das Oberflächenwasser nicht zuließ (MATTHAEUS 1990). Die zunehmende Salinität in der südwestlichen Ostsee kann direkt mit dem Anstieg des Meeresspiegels und des dadurch zunehmenden Eintrags von salinarem Wasser in die Ostsee korreliert werden, der vor ca. 6500 Jahren annähernd das heutige Niveau und damit das erste salinare Maximum erreichte (KLIEWE & JANKE 1982; KOLP 1986; WINN et al.

1986; 1988; ERONEN et al. 1990). In der Zentralen Ostsee wurde die Halokline durch das zuströmende salzhaltige Wasser beständig angehoben, bis vor ca. 7400 Jahren durch Vertikalmischung die Salinität auch in den Oberflächenwassermassen anstieg. Die rasche Eutrophierung bzw. der Anstieg der Primärproduktion in diesem Zeitintervall in der Zentralen Ostsee bestätigt die Annahme von SOHLENIUS & WESTMAN (1998), dass mit der Anhebung der Halokline auch das nährstoffreiche fossile Bodenwasser, welches das neu gebildete salzhaltigere Bodenwasser überlagert, in den Mischbereich gehoben wird. Der sehr rasche Anstieg des Gehalts an organischem Kohlenstoff und Molybdän bis vor 6800 bis 7000 Jahren und der danach rasche Abfall dieser Werte in den Sedimenten des Gotland Beckens (KUNZENDORF et al. 2001; Voss et al. 2001) lässt vermuten, dass die Rückführung der fossilen Nährstoffe in die Oberflächenwassermassen mit dem Erreichen des ersten salinaren Maximums und dem Abschluss des raschen Meerespiegelanstiegs vor 6500 Jahren beendet war (Intervall IV Abb.10). Dies lässt auch annehmen, dass die Veränderungen im Ökosystem Ostsee nach diesem Zeitpunkt primär auf klimatische und/oder anthropogene Einflüsse zurückzuführen sind.

Wie sich an Einzeluntersuchungen an laminierten Sedimenten aus dem Gotland Becken zeigen lässt, sind in den jüngeren Abschnitten extreme Schwankungen in der Zusammensetzung der organisch-wandigen Mikrofossilien im Bereich von wenigen Jahrzehnten nachweisbar, was auf starke und kurzfristige Klimaveränderungen hinweist (BRENNER 2001a). Diese können aufgrund der geringen Probendichte in den bisher untersuchten Kernen noch nicht im einzelnen nachgewiesen werden. Signifikante Veränderungen in der Zentralen Ostsee sind für den Zeitraum von ca. 4400 bis 3100 Jahre BP (Intervall VI, Abb. 4–6) durch das Massenaufreten von *Pyxidiniopsis psilata* nachweisbar. Diese Art ist aus dem Schwarzen Meer beschrieben und ist auf Salinitätswerte von 3 bis 10 ‰ beschränkt (WALL & DALE 1973, 1974; DALE 1996). Wodurch sich das nur vereinzelte Auftreten dieser Art in der Kieler Bucht erklärt, da hier die Salinität deutlich über der 10 ‰ Marke liegt (Abb. 8). Die geringe Häufigkeit von *P. psilata* in der Zentralen Ostsee in den Intervallen IV und V, in denen die Salinität dem Optimum dieser Art entsprach, lässt sich nur dadurch erklären, dass auch die Temperatur ein weiterer limitierender Faktor für das Massenvorkommen von *P. psilata* ist. Eine weitere Besonderheit in dem Intervall VI ist das Massenvorkommen von *Pediastrum* im Gotland Becken (Abb. 4, 9). Diese coccalen Grünalgen sind mit Ausnahme von *P. boryanum* und *P. kawraiskyi*, welche auch in schwach brackischem Flachwasser vorkommen, Süßwasserformen. Das gehäufte Vorkommen von *Pediastrum* in diesem Intervall ist daher nur durch erhöhten Küsten-Beckentransport und/oder erhöhten fluviatilen Eintrag zu erklären. Der damit erhöhte Eintrag von Nährstoffen in das Gotland Becken würde in diesem Fall auch die stark erhöhten Werte von Molybdän und organischem

Kohlenstoff in den Sedimenten vor 4200 bis 3100 Jahren durch die damit verbundene erhöhte Primärproduktion erklären (KUNZENDORF et al. 2001; Voss et al. 2001). In der Kieler Bucht können für dieses Intervall, welches einer Teufe von 90 cm bis 140 cm entspricht, außer einer Zunahme der Dinoflagellatenhäufigkeit (Abb. 8) und einer geringen Abnahme der Salinität (Abb. 10) keine weiteren signifikanten Veränderungen anhand organisch-wandiger Mikrofossilien nachgewiesen werden. Die Zunahme der Dinoflagellaten und die Abnahme der Salinität kann aber auch hier als zunehmender fluviatiler Nährstoffeintrag interpretiert werden.

Eine rasche Abnahme der Dinoflagellatenhäufigkeit ist vor ca. 3000 Jahren sowohl in der Zentralen Ostsee, als auch in der Kieler Bucht nachweisbar (Abb. 10), was auf Veränderungen des Ökosystems hindeuten, die nicht auf Veränderung der Salinität zurückzuführen sind, deren Ursache aber bisher unklar ist. Ein signifikanter Rückgang der Salinität ist vor ca. 2800 Jahren im Nördlichen Zentralbecken und im Gotland Becken anhand der Fortsatzlänge von *O. centrocarpum* nachweisbar. Im Bornholm Becken ist die Intensität dieses Salinitätsrückgangs schwächer ausgeprägt und in der Kieler Bucht liegt eine geringe Salinitätszunahme vor (Abb. 7, 10). Dies ist auf die Absenkung der Halokline in der Zentralen Ostsee und dem verminderten Zustrom salinaren Bodenwassers zurückzuführen, was sowohl auf klimatische Ursachen, als auch auf die Hebung der Beltsee und Öresund Region während dieser Zeit zurückgeführt werden kann.

Detaillierte Angaben zu ökologischen Veränderungen sind aufgrund der geringen Probenzahl aus den Sedimenten der letzten 3000 Jahren zur Zeit noch nicht möglich. Für die letzten 1000 Jahre zeichnet sich jedoch durch das zunehmend gehäufte Auftreten von Cladoceren und *Pediastrum* in der Zentralen Ostsee und die Zunahme von Copepodeneier in der gesamten Ostsee eine markante Veränderung des Ökosystems ab (Abb. 4–6, 8), deren Bearbeitung Gegenstand zukünftiger Forschungen sein wird.

Literatur

- ABELMANN, A. (1985): Palökologische und ökostratigraphische Untersuchungen von Diatomeenassoziationen an holozänen Sedimenten der zentralen Ostsee.– Ber.-Rep., Geol.-Paläont. Inst., Univ. Kiel, 9, 200 S.
- ÅKER, K., ERIKSSON, B., GRÖNLUND, T. & KANKAINEN, T. (1988): Sediment stratigraphy in the northern Gulf of Finland.– In: The Baltic Sea, WINTERHALTER, B. (ed.), Geol. Surv. Finland, spl. paper, 6:101–117.
- ANDRÉN, E., (1999): Holocene environmental changes recorded by diatom stratigraphy in the southern Baltic Sea.– Meddel. från Stockholms Univ. Inst. Geol. och Geok., 302, 114 S.
- ANDRÉN, E., ANDRÉN, T. & SOHLENIUS, G., (2000a): The Holocene history of the southwestern Baltic Sea as reflected in a sediment core from Bornholm Basin.– Boreas, 29:233–250.
- ANDRÉN, E., ANDRÉN, T. & KUNZENDORF, H., (2000b): Holocene history of the Baltic Sea as a background for assessing records of human impact in the sediments of the Gotland Basin.– The Holocene, 10:621–636.

- AVERDIECK, F.-R., (1972): Palynologische Untersuchungen an Bohrkernen aus der Flensburger Aussenförde (Ostsee).– *Meyniana*, 22:1–4.
- AVERDIECK, F.-R., HAYEN, H. & WILLKOMM, H., (1980): Der Entwicklungsgang im zeitlichen Ablauf und „Moorarchäologie“.– In: Moor- und Torfkunde, GÖTTLICH, K. (Hrsg.), Schweizerbart'sche, Stuttgart, 338 S.
- BERGLUND, B.E. & SANDGREN, P., (1996): The early Littorina Sea environment in Blekinge – chronology, transgression, salinity and shore vegetation.– *Geol. Fören. Stockholm Förh.*, 118:A64–A65.
- BIEBOW, N., (1996): Dinoflagellatenzysten als Indikatoren der spät- und postglazialen Entwicklung des Auftriebsgeschehens vor Peru.– *GEOMAR Rep.*, 57, 100 S.
- BJÖRCK, S., (1995): A review of the history of the Baltic Sea, 130–8.0 ka BP.– *Quat. Int.*, 27:19–40.
- BRENNER, W.W., (1998): Grundlagen und Anwendungsmöglichkeiten der Mikro-Absorptionsphotometrie für organisch-wandige Mikrofossilien.– *GEOMAR Rep.*, 76, 141 S.
- BRENNER, W.W., (2001a): Distribution of organic walled microfossils within single laminae from Gotland Basin and their environmental evidence.– *Baltica*, 14:34–39.
- BRENNER, W.W., (2001b): Organic walled microfossils from the central Baltic Sea, indicators of environmental change and base for ecostratigraphic correlation.– *Baltica*, 14:40–51.
- BRENNER, W. & BIEBOW, N., (2001): Missing autofluorescence of recent and fossil dinoflagellate cysts – and indicator of heterotrophy? – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 219:229–240.
- DALE, B., (1976): Cyst formation, sedimentation, and preservation: factors affecting dinoflagellate assemblages in recent sediments from Trondheimsfjord, Norway.– *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 22:39–60.
- DALE, B., (1996): Dinoflagellate cyst ecology: modeling and geological applications.– In: *Palynology: principles and applications*, JANSONIUS, J. & MCGREGOR, D.C. (eds.), *Am. Asso. Strat. Palynol. Found.*, 3:1249–1275.
- DE GEER, G., (1890): Om Skandinaviens nivåförändringar under kvartärtiden.– *Geol. Fören. Stockholm Förh.*, 12:61–110.
- ERIKSSON, J.A., (1994): Comparison of modern pollen spectra with fossil pollen data on the Island Stora Karlsö, western Baltic Sea, Sweden.– *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 82:192–193.
- ERONEN, M., RISTANIEMI, O. & LANGE, D., (1990): Analysis of a sediment core from the Mecklenburg Bay, with a discussion on the early Holocene history of the southern Baltic Sea.– *Geol. Fören. Stockholm Förh.*, 112:1–8.
- HOFMANN, W., (1987): Stratigraphy of Cladocera (Crustacea) and Chironomidae (Insecta: Diptera) in three sediment cores from the Central Baltic Sea as related to paleo-salinity.– *Int. Rev. Hydrobiol.*, 72:97–106.
- HOFMANN, W., (2001): Distribution of Cladocera remains in two sediment cores from the Central Baltic Sea.– *Baltica*, 14:52–57.
- HOFMANN, W. & WINN, K., (2000): The Littorina Transgression in the Western Baltic Sea as indicated by subfossil Chironomidae (Diptera) and Cladocera (Crustacea).– *Int. Rev. Hydrobiol.*, 85:267–291.
- HYVÄRINEN, H., (1988): Definition of the Baltic stages.– In: *Problems of the Baltic Sea history*, DONNER, J. & RAUKAS, A. (eds.), *Suomal. Tiedeak.*, Helsinki, Finland, 148:7–11.
- HYVÄRINEN, H., DONNER, J., KESSEL, H. & RAUKAS, A., (1988): The Littorina Sea and Limnaea Sea in the northern and central Baltic.– In: *Problems of the Baltic Sea history*, DONNER, J. & RAUKAS, A. (eds.), *Suomal. Tiedeak.*, Helsinki, Finland, 148:25–35.

- JANKE, W., (1996): Eustasie und Isostasie und ihre Auswirkung auf den Meeresspiegel.– In: Warnsignale aus der Ostsee, LOZÁN, J.L., LAMPE, R., MATTHAEUS, W., RACHOR, E., RUMOHR, H. & WESTERNHAGEN, H.V. (Hrsg.), 30–35, Parey, Berlin.
- JENSEN, J.B., (1995): A Baltic Ice Lake transgression in the southwestern Baltic: evidence from Fakse Bugt, Denmark.– *Quat. Int.*, 27:59–68.
- JENSEN, J.B., BENNIKE, O., WITKOWSKI, A., LEMKE, W. & KUIJPERS, A., (1997): The Baltic Ice Lake in the southwestern Baltic: sequence-, chrono- and biostratigraphy.– *Boreas*, 26:217–236.
- JENSEN, J.B., BENNIKE, O., WITKOWSKI, A., LEMKE, W. & KUIJPERS, A., (1999): Early Holocene history of the southwestern Baltic Sea: the Ancylus Lake stage.– *Boreas*, 28:437–453.
- KESSEL, H. & RAUKAS, A., (1979): Estonia.– In: The Quaternary history of the Baltic, GUDELIS, V. & Königsson, L.-K. (eds.), Acta Univ. Upsal., Symp. Univ. Upsal., Annun Quingentes., Celebr., Uppsala, Sweden, 1:127–146.
- KLIEWE, H., (1995): Geologische Entwicklung im Holozän.– In: Die deutsche Ostseeküste“. DUPHORN, K., KLIEWE, H., NIEDERMEYER, R.O., JANKE, W. & WERNER, F. (Hrsg.), Sammlg. Geol. Führer, Bornträger, Berlin, 88:32–50.
- KLIEWE, H. & JANKE, W., (1978): Zur Stratigraphie und Entwicklung des nordöstlichen Küstenraumes der DDR.– *Peterm. Geogr. Mitt.*, 122:81–91.
- KLIEWE, H. & JANKE, W., (1982): Der holozäne Wasserspiegelanstieg der Ostsee im nordöstlichen Küstengebiet der DDR.– *Peterm. Geogr. Mitt.*, 126:1–14.
- KOLP, O., (1976): Submarine Uferterassen der südlichen Ost- und Nordsee als Marken des holozänen Meeresanstiegs und der Überflutungsphasen der Ostsee.– *Peterm. Geogr. Mitt.*, 120:1–23.
- KOLP, O., (1979): Eustatische und isostatische Veränderungen des südlichen Ostseeraumes im Holozän.– *Peterm. Geogr. Mitt.*, 123:177–187.
- KOLP, O., (1986): Entwicklungsphasen des Ancylus-Sees.– *Peterm. Geogr. Mitt.*, 130:79–94.
- KUNZENDORF, H., VOSS, M., BRENNER, W., ANDRÉN, T. & VALLIUS, H., (2001): Molybdenum in sediments of the Central Baltic Sea as an indicator for algal blooms.– *Baltica*, 14:122–130.
- LEMKE, W., JENSEN, J.B., BENNIKE, O., WITKOWSKI, A. & KUIJPERS, A., (1997): Ancylus Lake overflow: the Dana River – speculations and facts.– 5th mar. geol. conf., The Baltic, 1 S.
- LEMKE, W., ENDLER, R., TAUBER, F., JENSEN, J.B. & BENNIKE, O., (1998): Late- and postglacial sedimentation in the Tromper Wiek, northeast of Rügen (western Baltic).– *Meyniana*, 50:155–173.
- LUNDQVIST, G., (1943): Norrlands jordarter.– *Sver. Geol. Undersök.*, C, 457, 165 S.
- LUTZE, G.F., (1965): Zur Foraminiferen-Fauna der Ostsee.– *Meyniana*, 15:75–142.
- MARRET, F., (1993): Les effets de l'acétolyse sur les assemblages des kystes de dinoflagellés.– *Palynosci.*, 2:267–272.
- MATTHAEUS, W., (1990): Mixing across the primary Baltic halocline.– *Beitr. z. Meeresk.*, 61:21–31.
- MATTHIESSEN, J. & BRENNER, W., (1995): Organic-walled microfossils in Holocene sediments from Neustadt Bay, western Baltic Sea.– *Zentr.-bl. Geol. Paläont.*, 1994:67–81.
- MATTHIESSEN, J. & BRENNER, W., (1996): Chlorococcalgalen und Dinoflagellaten-Zysten in rezenten Sedimenten des Greifswalder Boddens (südliche Ostsee).– *Senckenb. Marit.*, 27:33–48.
- MUNTHE, H., (1910): Studier öfver Gottlands senkvertära historia.– *Sver. Geol. Undersök.*, Ca4:213.
- MUNTHE, H., (1931): Litorinahavet, Clypeushavet och Limneahavet. En orienterande översikt.– *Geol. Fören. Stockholm Förh.*, 53:159–186.

- NEHRING, S., (1994): Spatial distribution of dinoflagellate resting cysts in Recent sediments of Kiel Bight, Germany (Baltic Sea).– *Ophelia*, **39**:137–158.
- OVERBECK, F. (1975): Botanisch-geologische Moorkunde unter besonderer Berücksichtigung der Moore Nordwestdeutschlands als Quelle zur Vegetations-, Klima- und Siedlungsgeschichte.– Wachholtz, Neumünster, 719 S.
- PETERSEN, K.S., RASMUSSEN, K.L., HEINEMEIER, J. & RUD, N., (1992): Clams before Columbus?– *Nature*, **359**:679.
- SCHWARZER, K., DIESING, M. & TRIESCHMANN, B., (2000): Neareshore facies of the southern shore of the Baltic Ice-Lake – examples from Tromper Wiek (Rügen Island).– *Baltica*, **13**:69–76.
- SOHLENIUS, G. & WESTMAN, P., (1998): Salinity and redox alteration in the northwestern Baltic proper during the Late Holocene.– *Boreas*, **27**:101–114.
- SOHLENIUS, G., STERNBECK, J., ANDRÉN, E. & WESTMAN, P., (1996): Holocene history of the Baltic Sea as recorded in a sediment core from the Gotland Deep.– *Mar. Geol.*, **134**:183–201.
- STUIVER, M. & REIMER, P., (1993): Extended ^{14}C -data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C -Age Calibration Program.– *Radiocarbon*, **35**:215–230.
- STUIVER, M., REIMER, P.J., BARD, E., BECK, J.W., BURR, G.S., HUGHEN, K.A., KROMER, B., MCCORMAC, F.G., PFICHT, J.V.D. & SPURK, M., (1998): INTCAL98 Radiocarbon age calibration 24 00-0 cal. BP.– *Radiocarbon*, **40**:1041–1083.
- SUNDELIN, U., (1922): Några ord angående förläggningen av L:G: i de av transgression ej drabbade delarna av det baltiska omgående tidpunkten för Litorinahavets inträde.– *Geol. Fören. Stockholm Förh.*, **44**:543–544.
- THULIN, B., POSSNERT, G. & VUORELA, P., (1992): Stratigraphy and age of two postglacial sediment cores from the Baltic Sea.– *Geol. Fören. Stockholm Förh.*, **114**:165–179.
- VOSS, M., KOWALEWSKA, G. & BRENNER, W., (2001): Microfossil and biogeochemical indicators of environmental changes in the Central Gotland Basin during the last 10,000.– *Baltica*, **14**:131–140.
- WALL, D. & DALE, B., (1973): Paleosalinity relationships of dinoflagellates in the Late Quarternary of the Black Sea. A summary.– *Geosci. & Man*, **VII**:95–102.
- WALL, D. & DALE, B., (1974): Dinoflagellates in Late Quaternary deep water sediments from Black Sea. In: *The Black Sea – its geology and chemistry*, DEGENS, E.T. & ROSS, D.A. (eds.), *Am. Asso. Petr. Geol., Mem.*, **20**:364–380.
- WESTMAN, P. & SOHLENIUS, G., (1999): Diatom stratigraphy in five offshore sediment cores from the northwestern Baltic proper implying large scale circulation changes during the last 8500 years.– *J. Paleolimnol.*, **22**:53–69.
- WIETHOLD, J., (1998): Studien zur jüngeren postglazialen Vegetations- und Siedlungsgeschichte im östlichen Schleswig-Holstein.– *Uni.-forsch. z. prähist. Archäol.*, **45**, 365 S.
- WINN, K., AVERDIECK, F.R., ERLÉNKEUSER, H. & WERNER, F., (1986): Holocene sea level rise in the western Baltic and the question of isostatic subsidence.– *Meyniana*, **38**:61–80.
- WINN, K., WERNER, F. & ERLÉNKEUSER, H., (1988): Hydrography of the Kiel Bay, Western Baltic, during the Littorina Transgression.– *Meyniana*, **40**:31–46.
- WITKOWSKI, A. (1994): Recent and fossil diatom flora of the Gulf of Gdansk, Southern Baltic Sea.– *Bibl. Diat.*, Cramer, Berlin, **28**, 312 S.

Manuskript eingegangen am: 27.05.2002

Revidiert am: 24.06.2002